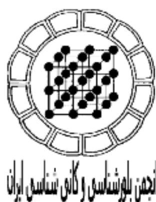
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۸، از صفحهٔ ۷۲۳ تا ۷۳۸



ویژگی‌های سیال کانسنگ‌ساز سامانه رگه‌ای طلادار کوارتز، برپایه بررسی میانبارهای سیال، اندریان (شمال غرب ایران)

الهه نم نبات*[1]، منصور قربانی[1]، سید حسن طباطبایی[2]

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۸/۲۶، نسخه نهایی: ۹۷/۱۱/۱۸)

چکیده: منطقه اندریان در شمال تبریز، شمال غرب ایران واقع بوده و از نظر جایگاه زمین‌ساختی بخشی از پهنه ماگمایی اهر- ارسباران است. واحدهای سنگی این منطقه شامل توده نفوذی کم‌عمق، رسوبات فلیش‌گونه کرتاسه، سنگ‌های دگرگونی (هورنفلس و اسکارن) و سنگ‌های آتشفشانی هستند. در این منطقه، کانه‌زایی به دو صورت اولیه و ثانویه رخ داده است. کانه‌زایی درونزاد شامل طلا، پیریت، استیبنیت و کانی‌سازی برونزاد شامل مالاکیت، آزوریت و هیدروکسیدهای آهن است. میانبارهای دوفازی غنی از مایع و دوفازی غنی از گاز متداول‌ترین میانبارهای سیال در نمونه‌های مورد بررسی هستند. رگه‌های کوارتز واجد طلا میانگین دمای تشکیل ۲۳۷ درجه سانتیگراد و شوری پایین (با میانگین ۸٫۷ درصد وزنی معادل نمک طعام) دارند. فشار محاسبه شده برای زمان به تله افتادن میانبارهایی با بالاترین فراوانی بین ۲۶ تا ۵۱ بار برآورد شده که معادل با عمق ۲۷۰ تا ۵۵۰ متری است. براساس داده‌های دمای همگن‌شدگی و شوری، فرآیند کانه‌زایی در منطقه اندریان با محیط فراگرمایی مشابهت دارد.

واژه‌های کلیدی: *کوارتز؛ میانبار سیال؛ کانه‌زایی طلا؛ اندریان.*

مقدمه

طی تبلور کانی‌ها، مقداری از سیال‌هایی که بلور از آن تبلور یافته است، درون بلور به دام می‌افتد این سیال‌های محبوس به میانبارهای سیال موسوم‌اند. میانبارهای سیال تنها منبعی هستند که اطلاعات مستقیمی از شرایط فیزیکوشیمیایی سیال-های سازنده کانسار در اختیار می‌گذارند. لذا مطالعه آنها در تعیین خاستگاه کانسار بسیار با ارزش است. بررسی فراوانی، جهت‌گیری و ترکیب میانبارها می‌تواند برای تعیین تاریخچه دگرسانی و اکتشاف کانسارها رهگشا باشد [۱]. از مزایای میانبارهای سیال در کوارتز، شفافیت و فراوانی کانی، نبود برگوارگی و توانایی باز تبلور آسان است که آن را به یک محیط بسیار مناسب برای محافظت میانبارها تبدیل می‌کند [۳,۲]. افزون بر آن، رگه‌های کوارتز میزبان بسیاری از کانسارهای مهم از جمله طلا، نقره و سایر فلزات پایه هستند [۴]. پژوهش-های بسیاری پیرامون میانبارهای سیال رگه‌های کوارتز در پهنه‌های کانه‌ساز به ویژه طلا، به منظور آگاهی از خاستگاه و ویژگی‌های کانه‌زایی در سراسر جهان انجام شده است [۵- ۱۱].

منطقه مورد بررسی در شمال غرب ایران در استان آذربایجان شرقی و در ۵۱ کیلومتری شمال تبریز واقع است و از نظر تقسیمات کشوری بخشی از شهرستان ورزقان محسوب می‌شود.

این منطقه بخشی از پهنه ماگمایی اهر- ارسباران است. این پهنه به دلیل کانی سازی قابل ملاحظه مس، طلا، مولیبدن و ... از اهمیت ویژه‌ای برخودار است [۱۲]. سنگ‌های ماگمایی این منطقه از کرتاسه پسین شروع شده‌اند و تا کواترنر ادامه دارند. فعالیت ماگمایی سنوزوییک که از ائوسن آغاز می‌شود بیشتر

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۱۶۶۹۰۸۴، نمابر: ۰۲۱۲۲۹۲۵۲۷۱، پست الکترونیکی: elahe.n65@gmail.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]

آتشفشانی است که اغلب ماهیت اسیدی و حدواسط دارند. طی دوران الیگوسن و میوسن، این پهنه میزبان توده‌های نفوذی بزرگ و کوچک بوده که با کانی‌سازی و دگرسانی گسترده‌ای همراه بوده است [۱۳- ۱۵]. فعالیت ژرف توده‌ای در این پهنه در زمان‌های نام برده، در جایگاه پسا برخوردی در پی برخورد ائوسن پسین بین صفحه عربی و ایران رخ داده است [۱۷،۱۶]. مرحله بعدی فعالیت‌های ماگمایی در این منطقه، از میوسن میانی شروع شده و تا کواترنر ادامه داشته است که به شکل گنبدهای داسیتی- ریوداسیتی و بازالت‌های کواترنری نمود یافته‌اند. سنگ‌های تراکی آندزیت و بازالت‌های پلیوکواترنر سایر واحدهای ماگمایی قدیمی‌تر را می‌پوشانند [۱۵،۱۳]. بر پایه بررسی‌های انجام شده در این منطقه، اصلی‌ترین واحد سنگ‌شناسی استوک پورفیری است که از گرانیتوییدهای نوع I با سرشت آهکی قلیایی است و ویژگی‌های متاآلومین تا پرآلومین نشان می‌دهد [۱۸] بررسی‌های زمین‌شیمی انجام شده بر رسوبات رودخانه‌ای و کانی‌های سنگین در منطقه، الگوی توزیع طلا را اغلب پیرامون پهنه‌های دگرسانی و رگچه‌های سیلیسی موجود در آنها می‌داند [۱۹]. از آنجا که بررسی جامعی بر میانبارهای پهنه سیلیسی در منطقه اندریان صورت نگرفته است، در این پژوهش، با بررسی میانبارهای سیال، ماهیت سیال کانه‌زا شناسایی می‌شود.

روش کار

برای بررسی میانبارهای سیال، تعداد ۶ مقطع دوبر صیقلی از کانی کوارتز پس از بررسی‌های همبرزایی تهیه شد. پس از جدا کردن نمونه‌ها از روی لام و شستشوی آنها، بررسی‌های سنگ‌نگاری و عکسبرداری انجام گردید. بررسی‌های ریزدماسنجی این مقاطع در آزمایشگاه سیالات درگیر گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور تبریز، با استفاده از دستگاه Linkam مدل THMSG600 متصل به میکروسکوپ Olympus BX60 انجام شد. دما توسط پایه گرم و سرد کننده با تغییرات دمایی ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتیگراد اندازه‌گیری شد. برای تنظیم دستگاه از استانداردهای نیترات سدیم با نقطه ذوب ۳۰۸+ درجه سانتیگراد و کلرو بنزن با نقطه ذوب ۴۵/۶- درجه سانتیگراد استفاده شده است. گفتنی است که از نمونه‌های تهیه شده تنها ۶ نمونه دربردارنده میانبارهای سیال مناسب و کاربردی بودند و از این میان، میانبارهای موجود در یک نمونه نیز، از نظر کیفیت، شفافیت و اندازه نامناسب تشخیص داده شدند و از آنها تنها برای بررسی‌های میکروسکوپی استفاده شد. سپس برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های توده نفوذی، از دستگاه ریزپردازشگر الکترونی مدل JEOL JXA-8600 در دانشگاه یاماگاتای ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده‌ی ۱۵kV، شدت جریان ۲۰ nA استفاده شد. داده‌های تجزیه کانی‌های توده نفوذی در جدول ۱ گزارش شده است. محاسبه تعداد کاتیون‌های موجود در فرمول ساختاری آمفیبول، پلاژیوکلاز و پیروکسن به ترتیب بر اساس ۲۳، ۸ و ۶ اتم اکسیژن گزارش شده است.

جدول ۱ داده‌های تجزیه ریزپردازشی کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول توده نفوذی مورد بررسی

نام	۱-۱۰	۱-۱۱	۱-۱۲	۱-۱۳	۲-۶	۷-۹	۱-۸	۶-۱۸	۱-۱	۱-۲	۱-۶	۱-۷
نوع کانی	Pl	Pl	Pl	Pl	Amp	Amp	Amp	Amp	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
تعداد نقاط	۱	۱	۲	۲	۲	۲	۲	۳	۱	۱	۱	۲
SiO_2	۵۸/۵۶	۵۸/۶۱	۵۷/۹۰	۵۶/۸۵	۵۲/۹۴	۵۲/۶۳	۴۱/۷۸	۴۲/۷۶	۵۱/۹۴	۵۰/۲۷	۵۱/۷۶	۵۱/۳۹
TiO_2	۰/۰۵	۰/۰	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۲۷	۰/۴۵	۳/۰۹	۲/۳۲	۰/۳۳	۰/۴۸	۰/۳۹	۰/۲۴
Al_2O_3	۲۵/۰۷	۲۵/۰۰	۲۵/۵۹	۲۶/۹۸	۲/۱۷	۲/۴۲	۹/۹۴	۱۰/۸۷	۱/۴۸	۲/۹۱	۱/۴۹	۱/۹۰
FeO*	۰/۸۱	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۷۹	۹/۸۰	۹/۴۰	۱۱/۳۲	۹/۶۷	۷/۶۰	۷/۷۲	۷/۱۹	۷/۷۹
MnO	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۱۰	۰/۲۸	۰/۲۱
MgO	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۱۸/۰۲	۱۸/۲۲	۱۴/۳۹	۱۵/۶۲	۱۵/۳۹	۱۵/۰۵	۱۶/۲۲	۱۴/۹۸
CaO	۷/۰۰	۶/۸۶	۷/۵۹	۸/۶۰	۱۲/۷۷	۱۱/۶۱	۱۱/۷۳	۱۱/۵۵	۲۲/۲۰	۲۲/۰۳	۲۲/۲۰	۲۱/۵۴
Na_2O	۸/۱۳	۷/۹۱	۷/۷۸	۷/۹۳	۱/۰۹	۰/۴۹	۳/۴۸	۳/۶۴	۰/۸۶	۰/۸۵	۰/۶۹	۱/۲۲
K_2O	۰/۶۲	۰/۵۴	۰/۲۵	۰/۳۷	۰/۲۵	۰/۱۱	۱/۱۵	۰/۹۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴
مجموع	۱۰۰/۲۹	۹۹/۴۶	۹۹/۴۴	۱۰۰/۵۱	۹۸/۲۴	۹۵/۵۹	۹۷/۱۶	۹۸/۵۲	۱۰۰/۱۳	۶۲/۹۹	۱۰۰/۲۸	۹۹/۳۳
فرمول ساختاری بر اساس ۸ اکسیژن برای پلاژیوکلاز، ۲۳ اکسیژن برای آمفیبول و ۶ اکسیژن برای پیروکسن.												
Si	۲/۳۳	۲/۳۶	۲/۳۲	۲/۲۴	۷/۵۵	۷/۵۱	۶/۲۵	۶/۲۶	۱/۹۰	۱/۸۵	۱/۸۹	۱/۹۰
Al	۱/۳۳	۱/۳۴	۱/۳۷	۱/۴۱	۰/۳۶	۰/۴۰	۱/۷۵	۱/۸۶	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۰۸
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۳۴	۰/۲۵	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Fe^T	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۶	۱/۱۶	۱/۱۲	۱/۴۱	۱/۱۸	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۲۳
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۳/۸۳	۳/۸۸	۳/۲۱	۳/۴۰	۰/۸۴	۰/۸۲	۰/۸۸	۰/۸۲
Ca	۰/۵۹	۰/۵۵	۰/۶۱	۰/۶۸	۱/۹۵	۱/۷۷	۱/۸۸	۱/۸۱	۰/۸۷	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۸۵
Na	۱/۳۰	۱/۲۷	۱/۲۵	۱/۲۴	۰/۳۰	۰/۱۳	۱/۰۱	۱/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۸
K	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

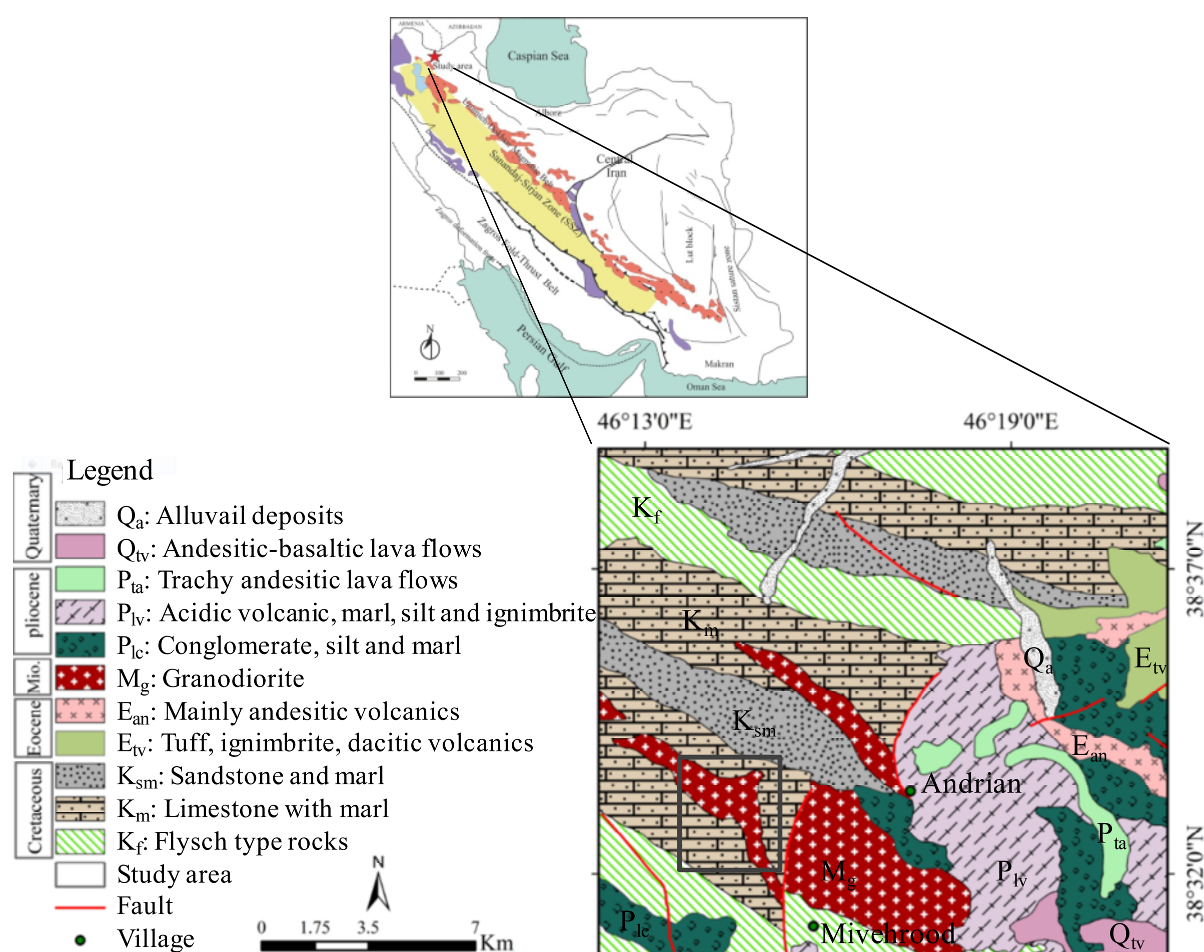
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه مورد بررسی در جنوب ورقه ۱/۱۰۰،۰۰۰ زمین‌شناسی سیه‌رود [۲۰] و شرق ورقه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰،۰۰۰ پلدشت-تبریز [۲۱] قابل پی‌گیری است. روند غالب واحدهای سنگی در این ناحیه شمال غربی – جنوب‌شرقی است. کهن‌ترین رخنمون‌های سنگی منطقه، واحدهای کرتاسه پسین هستند که بخش‌هایی از غرب منطقه را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۱). این مجموعه شامل نهشته‌های نوع فلیش، آهک‌های آسنگی ضخیم لایه و مارن با میان لایه‌های آتشفشانی و تناوب ماسه سنگ و سیلتستون است. جنب و جوش و فعالیت حوضه رسوبی در این زمان سبب تشکیل رخساره‌های متنوع رسوبی و تبدیل رخساره‌ها به طور جانبی به یکدیگر شده است. رنگ ظاهری این واحدها از خاکستری تا سبز متغیر است [۲۰]. در ناحیه مورد بررسی، نهشته‌های مربوط به پالئوسن دیده نمی‌شوند. رخساره‌های ائوسن در نواحی شرقی متمرکزند که از واحدهای آذرآواری شامل توف اسیدی، ایگنمبریت و برش و سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تشکیل شده‌اند. فعالیت‌های ماگمایی پس از ائوسن نقش مهمی را در این منطقه ایفا نموده‌اند. بازتاب این فعالیت‌ها به شکل سنگ‌های نفوذی نیمه‌عمیق گاهی به شکل استوک و یا دایک و سیل است. از استوک‌های منطقه می‌توان به استوک استرقان در غرب روستای اندریان اشاره کرد که در واقع تظاهر سطحی توده نفوذی منطقه است [۱۹]. این استوک دارای ترکیب عمده گرانودیوریتی (دیوریت، میکرودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت) و بافت پورفیری تا دانه‌ای است که بخش شرقی آن با نام توده نفوذی میوه رود نیز شناخته می‌شود [۲۲،۱۹]. با توجه به روابط چینه‌شناسی در منطقه و سن‌سنجی در توده‌های مشابه در مناطق نزدیک، سن معادل میوسن برای این توده نفوذی در نظر گرفته می‌شود [۱۲-۲۲]. نفوذ توده نفوذی منطقه، دایک و سیل‌های همراه به واحدهای سنگی اطراف سبب ایجاد واحدهای دگرگونی گرمایی و تشکیل اسکارن و هورنفلس در منطقه شده است. عملکرد محلول‌های گرمابی نیز سرانجام پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی به ویژه طلا در منطقه اندریان ایجاد کرده است. مجموعه اسکارنی به شکل حلقه‌ای و با پستی و بلندی سخت و خشن اطراف توده نفوذی تشکیل شده است [۲۲]. بر اساس بافت، دو نوع اسکارن توده‌ای و لایه‌ای قابل تشخیص‌اند. ضخامت اسکارن توده‌ای از کمتر از یک متر تا ۱۰ متر در تغییر است. این اسکارن بیشتر از گارنت، اپیدوت به همراه کلسیت و کوارتز و کمی آمفیبول و کلینوپیروکسن تشکیل شده است. اسکارن لایه‌ای با ضخامت ۱۰۰ تا ۴۰۰ متر، با اسکارن توده‌ای هم مرز است و با نوارهای خاکستری- سفید و سبز- قهوه‌ای مشخص می‌شود. آنها از نظر کانی‌شناسی از کوارتز، کلسیت، فلدسپار، اپیدوت و آمفیبول تشکیل شده‌اند [۲۲]. هورنفلس‌ها در نزدیک به اسکارن‌های لایه‌ای هستند و به واسطه رنگ تیره‌تر از اسکارن‌ها متمایز می‌شوند. هورنفلس‌ها از کوارتزهای بازتبلور یافته، فلدسپار، کلسیت، دولومیت، میکا و ولاستونیت تشکیل شده‌اند [۲۲]. بخش اعظمی از نهشته‌ها و رخنمون‌های سنگی شرق منطقه وابسته به پلیوسن است. نهشته‌های مربوط به این دوره پلیوسن به علت فعالیت‌های گسترده و فراوان آتشفشانی، اغلب با خاستگاه آتشفشانی و یا آتشفشانی- رسوبی و دارای میان لایه‌های لای‌دار و مارن خاکستری هستند. در بخش‌های پسینی پلیوسن، فعالیت‌های گدازه‌ای آذرآواری به طور موضعی رخ داده است. بخش‌های محدودی از جنوب شرق منطقه مورد بررسی توسط گدازه‌های جریانی با ترکیب آندزیت تا بازالت مربوط به دوره چهارم پوشیده شده است. به نظر می‌رسد که این رخساره‌های آتشفشانی به دلیل جایگاه چینه‌شناسی و استقرارشان بر واحدهای پلیوسن، سرآغاز فعالیت آتشفشانی کواترنر در منطقه باشند. رسوبات آبرفتی مربوط به دشت‌ها و مخروط افکنه‌ها، بیشتر از لای، ماسه، رس و به ندرت عدسی‌های گچی تشکیل شده است. پادگانه‌های رودخانه‌ای قدیمی و جوان از لای و مارن تشکیل شده‌اند. بیشتر گسل‌های اصلی منطقه روند شمال غربی- جنوب شرقی دارند، اما روند اصلی گسل‌های فرعی منطقه اغلب شمالی- جنوبی است. یکی از گسل‌های مهم فرعی منطقه گسل دره میوه رود با روند شمالی- جنوبی در غرب روستای اندریان و میوه رود است و توده نفوذی میوه رود را از واحدهای مجاور جدا کرده است. احتمالا این گسل در ایجاد مسیرهای عبور سیال‌های گرمابی و ایجاد منطقه دگرسانی نقش داشته است [۲۰].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]



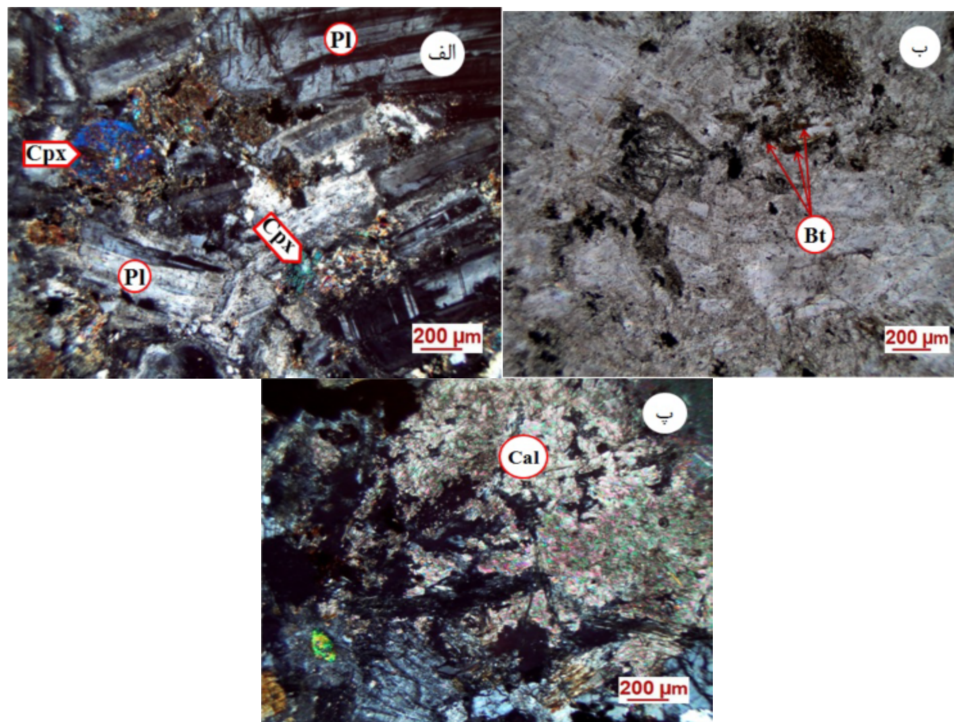
شکل ۱ جایگاه منطقه مورد بررسی در نقشه ساختاری ایران (برگرفته از مرجع [۲۳] با اندکی تغییرات) و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه برگرفته از مرجع [۲۴] با اندکی تغییرات).

سنگ‌نگاری و شیمی‌کانی سنگ میزبان

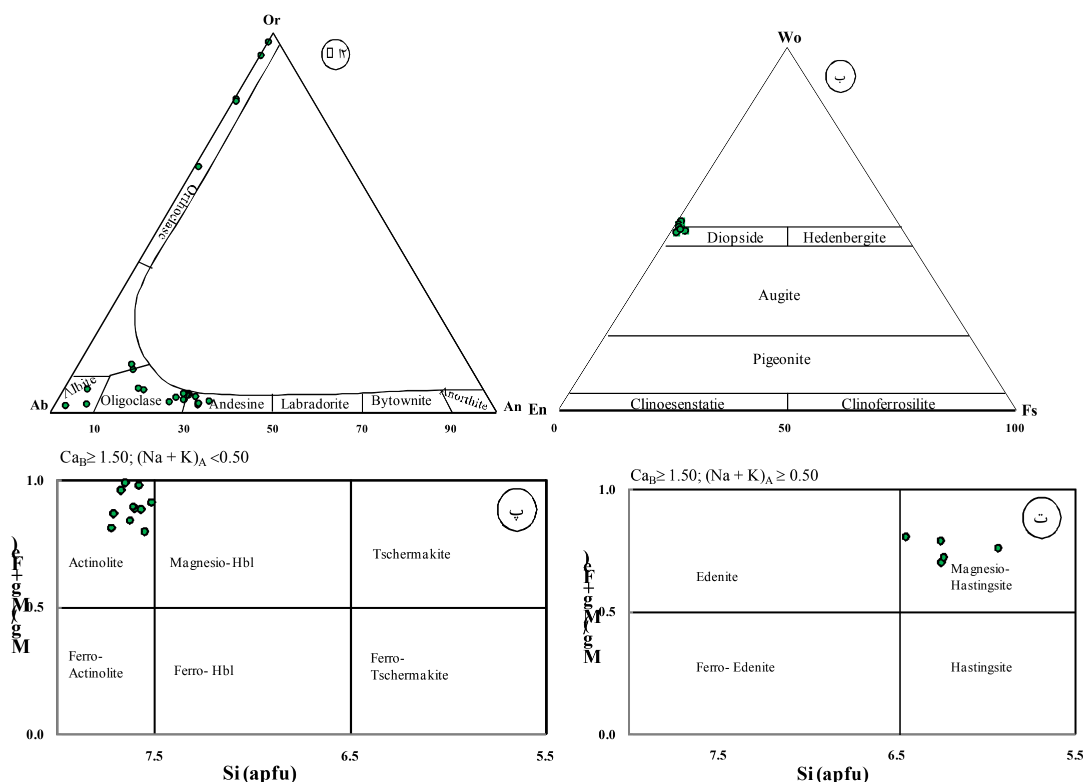
استوک پورفیری منطقه یک مجموعه نفوذی پیچیده با ترکیب بیشتر گرانودیوریتی، دیوریت، کوارتز مونزودیوریت است. کوارتز مونزودیوریت‌ها، در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شود و درشت بلورهای فلدسپار در آن نمایان است. بر اساس مشاهدات سنگ‌نگاری و نتایج تجزیه ریزپردازشی، این سنگ‌ها از کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت تشکیل شده‌اند و بافت دانه‌ای درشت بلور دارند. اسفن، روتیل و ایلمنیت کانی‌های فرعی این گروه سنگی را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها، فراوان‌ترین بلور این سنگ‌ها، اغلب خودشکل گاهی نیمه شکل‌دار، با اندازه‌های درشت، در تعدادی از بلورها تا ۸۰۰ میکرومتر هستند (شکل ۲ الف). گستره ترکیبی پلاژیوکلازها از $Or_{0.03}$ - $Ab_{0.62}$ - $An_{0.34}$ تا $Or_{0.06}$ - $Ab_{0.77}$ - $An_{0.16}$ متغیر است و در نمودار مثلثی مرجع [۲۵] اغلب در گستره الیگوکلاز و آندزین قرار می‌گیرند.

افزون بر این، ترکیب فلدسپارهای پتاسیم در گستره اورتوکلاز (از ۶۴ تا ۹۷ درصد Or) جای می‌گیرند (شکل ۳ الف). بیشتر بلورهای فلدسپار به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. پیروکسن‌ها به صورت نیمه شکل‌دار با لبه‌های نیمه گرد شده اغلب با میانبار کدر دیده می‌شوند (شکل ۲ الف). پیروکسن‌ها در نمودار رده بندی این کانی [۲۶] ترکیب دیوپسید را نشان می‌دهند (شکل ۳ ب). کانی بیوتیت به شکل اولیه و ثانویه (به صورت پراکنده و ریز در زمینه) یافت می‌شود (شکل ۲ ب). حضور کانی کلسیت (کانی ثانویه) به دو صورت بلور درشت مجزا و در زمینه برخی از مقاطع نازک مشهود است که نشان دهنده اثر سیال‌ها در این سنگ‌هاست (شکل ۲ پ). بر اساس رده‌بندی مرجع [۲۷]، آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع کلسیمی هستند و اغلب در گستره اکتینولیت و تعدادی در گستره مگنزیوهاستینزیت قرار می‌گیرند (شکل‌های ۳ پ و ت).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی سنگ میزبان رگه‌های کوارتز الف) نمایی از بافت دانه‌ای در کوارتز مونزودیوریت، پیروکسن (Cpx) با لبه‌های نیمه گرد شده و بلورهای درشت پلاژیوکلاز رسی شده در نور قطبیده متقاطع (XPL)، ب) کانی بیوتیت (Bt) ثانویه بصورت پراکنده در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL) و پ) تشکیل کانی کلسیت (Cal) در بخش‌هایی از سنگ میزبان در نور XPL. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۴] است.



شکل ۳ نمودارهای شیمی کانی توده نفوذی منطقه اندریان الف) نمودار مثلثی Ab-An-Or برای تعیین ترکیب پلاژیوکلازها [۲۵]، ب) نمودار مثلثی تعیین ترکیب کلینوپیروکسن‌ها [۲۶]، پ و ت) نمودارهای نامگذاری آمفیبول‌های کلسیمی [۲۷].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]

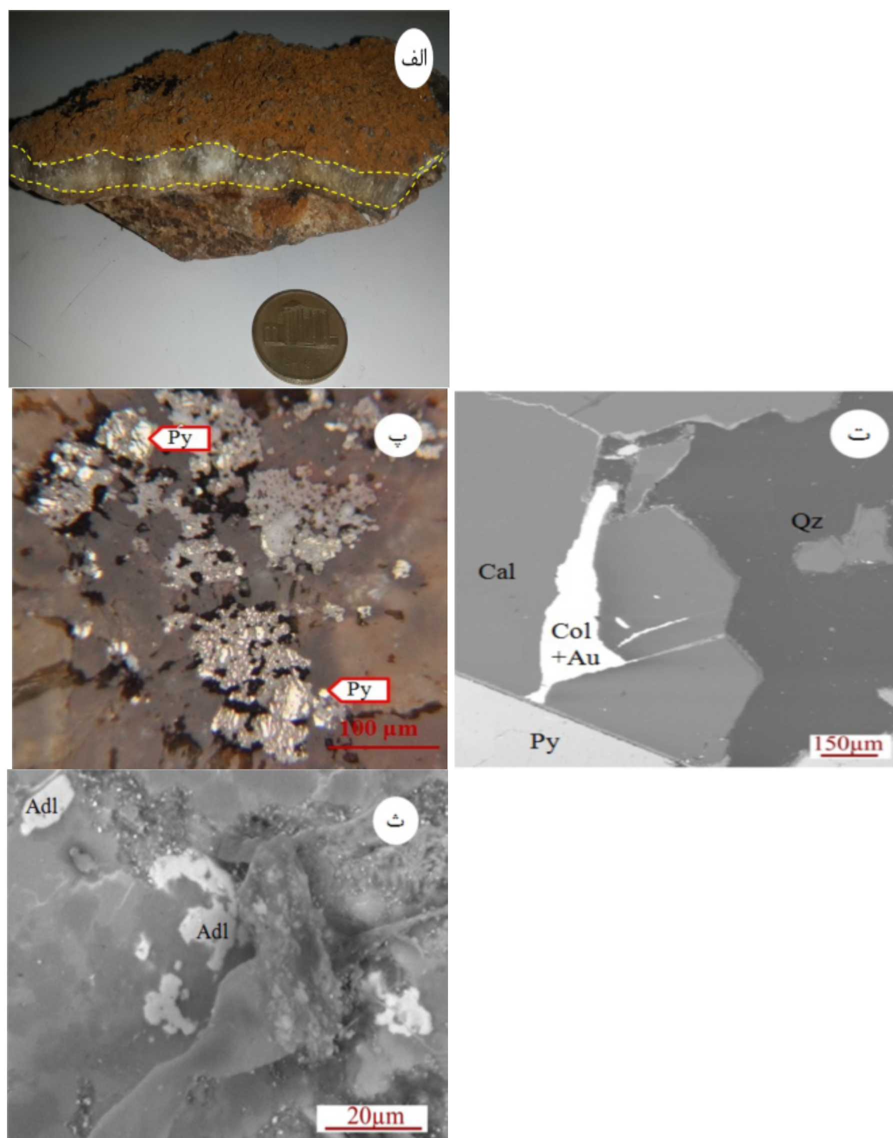
دگرسانی

پهنه‌های دگرسانی در لبه‌ها و نزدیکی استوک پورفیری و نیز در راستای شکستگی‌ها گسترش یافته‌اند. پهنه‌های دگرسانی اصلی منطقه پهنه‌بندی آشکاری ندارند و از نظم مشخصی پیروی نمی‌کنند. پهنه‌های دگرسانی در منطقه مورد بررسی شامل دگرسانی آرژیلی، پروپیلیتی، فیلی و سیلیسی هستند که با شدت و وسعت متفاوت گسترش یافته‌اند. دگرسانی پروپیلیتی در مقایسه با سایر دگرسانی‌ها از گسترش کمتری برخوردار است و اغلب در دایک‌ها و سیل‌ها و تا حدی در توده نفوذی رخ داده است. کانی‌های تشکیل دهنده این پهنه شامل کلریت، کلسیت و اپیدوت هستند. این پهنه دگرسانی به صورت پراکنده است و ارتباط شاخصی با کانه‌زایی در منطقه ندارد. دگرسانی رسی را می‌توان فراگیرترین واحد دگرسانی در منطقه در نظر گرفت. همجواری رخساره‌های دگرسانی رسی با اکسیدهای آهن در بیشتر موارد نمایان است، به گونه‌ای که سبب تغییر رنگ ظاهری این پهنه دگرسانی، شده است. در این دگرسانی فلدسپارها به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. در پراش پرتوی x (XRD) نمونه‌های برگزیده این پهنه دگرسانی، کانی-های کائولینیت، دیکیت، ایلیت و کوارتز آشکار شده‌اند. در این نوع دگرسانی، رگچه‌های سیلیسی موجود در این پهنه عیارهای بالایی از طلا را نشان می‌دهند [۱۸] کانی سولفیدی اصلی در این پهنه پیریت است و به ندرت کالکوپیریت و بورنیت نیز دیده می‌شوند. این دگرسانی توسط درزه‌ها، شکستگی‌ها و گسل کنترل می‌شود. دگرسانی فیلیک در مقایسه با پهنه آرژیلی گسترش کمتری دارد، به طوری که در نزدیکی پهنه آرژیلی آثاری ضعیف از دگرسانی فیلی و گاهی به شکل دگرسانی فیلی- آرژیلی به چشم می‌خورد. دگرسانی سیلیسی بیشترین ارتباط را با کانه‌زایی طلا در منطقه نشان می‌دهد و این دگرسانی متاثر از توده پورفیری با ترکیب گرانودیوریتی تا کوارتز مونزودیوریت است. افزون بر این، دگرسانی سیلیسی ارتباط بسیار نزدیکی با دگرسانی آرژیلی در بخش‌هایی از منطقه نشان می‌دهد. در دگرسانی سیلیسی، بافت‌های پرکننده فضای خالی، رگچه‌ای و شانه‌ای دیده می‌شود.

کانی‌نگاری و روابط همبری

کانی‌زایی طلا را می‌توان بصورت درونزاد در رگچه‌های سیلیسی ردیابی کرد که در واقع کانی‌زایی فراگیر در منطقه اندریان است. رگه‌های کوارتز برگزیده برای بررسی میانبارهای سیال اغلب نیمه شفاف تا کاملا شفاف هستند. این رگه‌های گرمابی اغلب ضخامت چند میلی‌متر تا یک سانتی‌متر داشته، بافت شانه‌ای دارند و بیشتر به رنگ‌های دودی، زرد و بی‌رنگ شفاف دیده می‌شوند (شکل ۴ الف). گاهی کانی استیبنیت همراه رگه-های سیلیسی دارای طلا یافت می‌شود (شکل ۴ ب). کانی استیبنیت با رنگ خاکستری سربی، جلای فلزی با اندازه چندین میلی‌متر تا ۳۰ میلی‌متر رگه‌های کوارتز را همراهی می‌کند. این کانی معمولا در دمای پایین (کمتر از ۲۰۰ درجه سانتیگراد) از سیال با شوری متوسط (۳٫۵ تا ۶٫۵ درصد وزنی نمک طعام) تشکیل شده [۱۰] و در سیستم‌های فراگرمایی یافت می‌شود [۱۰،۲۸]. کانی استینبیت اغلب در آخرین مرحله کانی‌زایی تشکیل می‌شود [۳۰،۲۹]. طلا بیشتر با کانه پیریت و پیریت اکسید شده همراه است پیریت فراوان‌ترین کانه موجود در رگه‌های سیلیسی مورد بررسی است. در بررسی‌های کانی نگاری، پیریت‌ها اغلب به طور پراکنده و بسیار ریز یافت می-شوند (شکل ۴ پ). کانی کلرادوییت (HgTe) همراه با طلا، پیریت و کلسیت در رگه‌های سیلیسی یافت می‌شود (شکل ۴ ت). کانی آدولاریا از دیگر کانی‌های موجود در رگه‌های سیلیسی است (شکل ۴ ث). کانسارهای دگرسانی ممکن است در بخش سطحی، دستخوش دگرسانی نوع برونزاد شوند. کانی-های ثانویه (برونزاد) فرآورده عملکرد هوازدگی در منطقه مورد بررسی شامل مالاکیت، آزوریت، لیمونیت، هماتیت و گوئتیت هستند. مالاکیت و آزوریت متداول‌ترین کانی‌های مس در منطقه هستند و اغلب به شکل آغشتگی در سطح سنگ‌ها در پهنه‌های دگرسانی دیده می‌شوند (شکل ۴ ج). کانی‌های اولیه آهن دار چون پیریت در اثر هوازدگی و شرایط برونزادی اکسید شده و به کانی‌های ثانویه آهن‌دار مانند گوئتیت و لیمونیت تبدیل می‌شوند. رنگ‌های زرد، قهوه‌ای و قرمز که در بیشتر رخنمون‌های پهنه‌های دگرسانی دیده می‌شود ناشی از حضور این کانی‌هاست. بنابراین می‌توان گفت که بررسی کانی نگاری نشان می‌دهد که کانه‌زایی به دو صورت اولیه و ثانویه رخ داده است. کانه‌های اولیه شامل پیریت، طلا، استیبنیت و کلرادوییت و کانه‌های هماتیت، گوئتیت، مالاکیت، آزوریت و لیمونیت برآمده از مرحله دوم کانه‌زایی هستند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]



شکل ۴ الف) نمونه دستی از رگه شفاف کوارتز دربردارنده میانبارهای سیال، ب) نمونه دستی کوارتز به همراه کانی استیبنیت (Stb)، ت) تصویر پیریت (Py) در مقطع صیقلی، پ) تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) از کانی کلرادوئیت (Col) به همراه طلای آزاد، کوارتز (Qz)، کلسیت (Cal) و پیریت ث) کانی آدولاریا (Adl) در رگه سیلیسی و ج) نمایی از آثار سطحی کانه‌زایی مس، مالاکیت (Mlc) و آزوریت (Az).

سنگ‌نگاری میانبارهای سیال

دماسنجی به روش گرمایش برای ۶۱ میانبار سیال و تعیین نوع نمک ها و تعیین شوری به روش سرمایش برای ۶۳ میانبار سیال انجام شد. در این بررسی، دو رده زایشی میانبارها یعنی اولیه و ثانویه دیده شدند. میانبارهای سیال اولیه با توزیع پراکنده و منفرد، شکل، اندازه نسبتا بزرگ و نسبت فازی تقریباً مشابه شناخته می‌شوند [۳۲،۳۱]. میانبارهای سیال اولیه مورد بررسی اغلب شکل هندسی منظم تری دارند و اندازه‌ی آنها در مقایسه با نوع ثانویه بزرگتر است (شکل ۵ الف). میانبارهای سیال ثانویه معمولا بی‌شکل یا کشیده هستند. آنها در کانی میزبان اغلب به صورت دسته‌ای، خطی و پشت سر هم قرار می‌گیرند [۱]. در نمونه‌های مورد بررسی نیز آرایش خطی میانبارهای ثانویه و کشیدگی شکل آنها کاملا مشهود است (شکل ۵ ب). اغلب میانبارهای رگه‌های مورد بررسی را میانبارهای ثانویه تشکیل داده‌اند (تقریبا بیش از ۶۰ درصد کل میانبارها). هیچ شاهدی برای وجود CO_2 در نمونه‌های مورد بررسی دیده نشد. بر اساس فازهای مشاهده شده در دمای اتاق، میانبارهای سیال در نمونه‌های مورد بررسی به صورت زیر هستند:

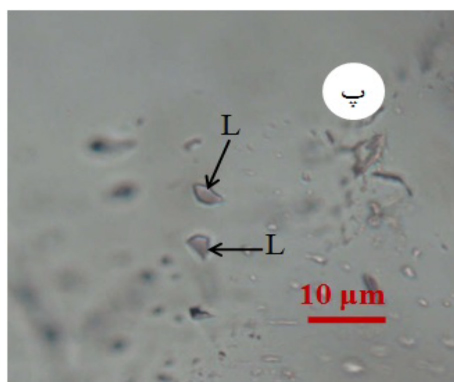
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]

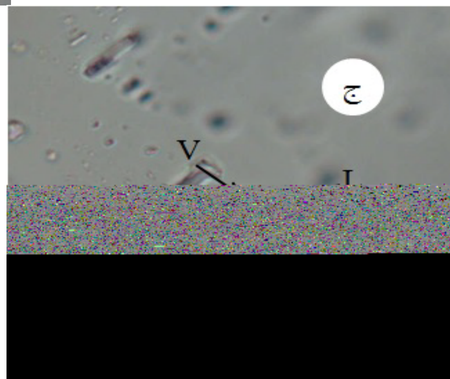
۱) تک فاز غنی از مایع: بر اساس تعریف، این نوع میانبارها غنی از مایع هستند [۳۳]. در رگه‌های کوارتز مورد بررسی، این میانبارها نادر هستند و اندازه آنها اغلب کمتر از ۶ میکرومتر است (شکل ۵ پ).

۲) تک فازی غنی از گاز: تعداد کمی از میانبارهای سیال مورد بررسی به صورت تک فاز گاز یافت می‌شوند (شکل ۵ ت). میانگین اندازه این میانبارها ۷ میکرومتر است. میانبارهای تک فاز گازی احتمالا در اثر پدیده جوشش ایجاد شده‌اند. پدیده جوشش نوعی به دام افتادن ناهمگن میانبارهای سیال است که سبب ایجاد نسبت‌های فازی مختلف می‌شود [۳۴].

۳) دو فازی مایع و گاز (غنی از مایع): این میانبارها بالاترین فراوانی را دارند و به صورت اولیه یا ثانویه تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۵ ث و ب). اندازه این میانبارها بین ۴ تا ۲۱ میکرومتر متغیر و غالبا حدود ۹ میکرون است. این میانبارها درجه پرشدگی متفاوتی را نشان می‌دهند. درجه پرشدگی هر میانبار، درصد حجم پر شده درون میانبار توسط مایع، به حجم کل میانبار است [۳۵]. اغلب میانبارهای اولیه مورد بررسی درجه پر شدگی بالای عدد ۷۰ را نشان می‌دهند.

۴) دو فازی گاز و مایع (غنی از گاز): بخش عمده این میانبارها را گاز تشکیل داده است (شکل ۵ ج). در مقایسه با سایر میانبارها این میانبارها فراوانی محدودی دارند.





شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی میانبارهای سیال: الف) نمونه ای از میانبار سیال اولیه با اندازه بزرگ، ب) میانبارهای ثانویه دو فازی مایع- گاز پ) میانبارهای تک فاز مایع ت) میانبارهای تک فاز گاز، ث) میارنبار دوفازی مایع- گاز اولیه با درجه پرشدگی بالا و ج) میانبارهای دوفازی گاز- مایع.

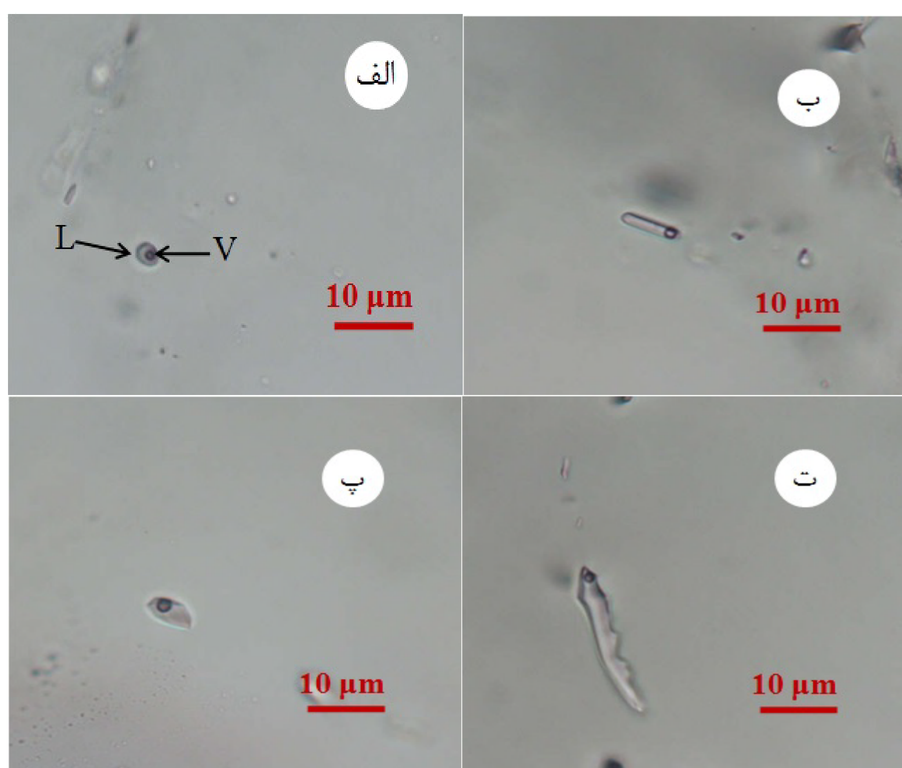
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]

بررسی میکروسکوپی میانبارهای اولیه در کانی کوارتز نشان داد که آن‌ها به صورت کشیده تا نیمه شکلدار، کروی و بی شکل و در اندازه‌های کمتر از ۴ تا ۲۱ میکرومتر هستند (شکل-های ۶ الف و ب). شکل منفی بلور کوارتز در چندین مورد دیده شد (شکل ۶ پ). شکل منفی بلور از جمله شکل‌های متداول ناشی از تغییر ریختار در میانبارهای سیال است که می‌تواند در نتیجه باز تبلور ایجاد می‌شود [۳۶،۱]. در گذشته، میانبارهای با شکل منفی بلور کوارتز، مستقل از جایگاه و توزیع آنها در بلور، همواره به عنوان میانبار اولیه در نظر گرفته می‌شدند، اما بر اساس بررسی‌های بیشتر پیرامون رشد بلور و میانبارهای سیال سنتزی مشخص شده است که میانبارهای ثانویه با شکل منفی بلور متداول هستند [۳۷،۳۲]. گردن کشیدگی (Necking- down) میانبارها از دیگر شکل‌های رایج در نمونه‌های مورد بررسی است (شکل ۶ ت). گردن کشیدگی یک فرآیند وابسته به رسوب و انحلال است که می‌تواند به واسطه کشیدگی ناشی از نیروهای زمین ساختی [۳۵] و کاهش دما در میانبارهای بزرگ ایجاد شود [۱]. بنابراین می‌توان چنین برداشت کرد که در منطقه مورد بررسی، تنش‌های زمین ساختی پس از کانه‌زایی چشم‌گیر بوده است. این تنش‌ها در بررسی‌های صحرایی نیز قابل مشاهده است، بطوریکه باعث جابه‌جایی رگ و رگچه‌های دارای کانه‌زایی شده است.

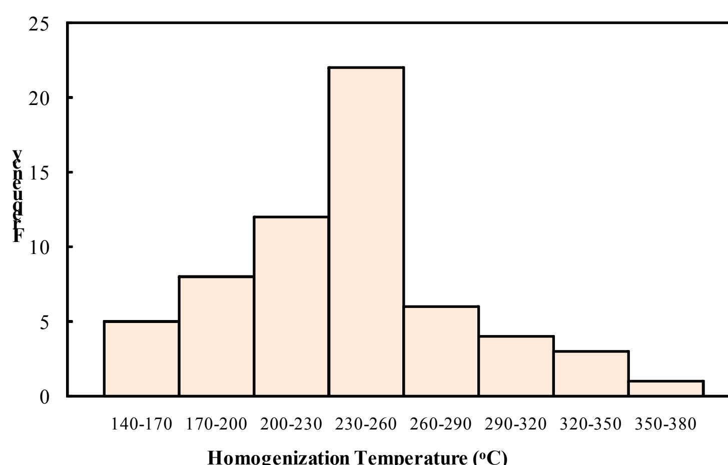
تعیین دمای همگن‌شدگی و شوری

آزمایش گرمادهی میانبارهای سیال منطقه‌ی اندریان نشان داد که نمونه‌های دو فازه غنی از مایع با درجه پرشدگی بالا در دمای حدود ۱۴۶ تا ۳۵۲ درجه سانتیگراد به فاز مایع تبدیل شدند و نمونه‌های دو فازی غنی از مایع با درجه پرشدگی کمتر بین دمای ۲۵۰ تا ۳۰۵ درجه سانتیگراد همگن شدند. بر اساس نمودار فراوانی دمای همگن‌شدگی همه میانبارها، بیشترین فراوانی مربوط به دمای ۲۳۰ تا ۲۶۰ درجه سانتیگراد است (شکل ۷). بنابراین، میانگین دمای همگن‌شدگی پهنه سیلیسی کانسار اندریان ۲۳۷ درجه سانتیگراد است و از آنجا که کانه-زایی طلا به طور مشخص همراه با این پهنه دگرسانی است، می‌توان گفت که دمای یکی از فازهای کانه‌زایی ۲۳۷ درجه سانتیگراد است. در فشارهای به نسبت پایین سیستم فراگرمایی، دمای همگن شدگی میانبارها نیازی به تصحیحات فشار ندارد [۳۸]. از آنجا که نمونه‌برداری از ترازهای مختلف انجام شده است، ارتباط دمای همگن‌شدگی نقاط با ارتفاع آنها بررسی شد، اما ارتباط معنی داری میان عمق برداشت نمونه‌ها و دمای همگن‌شدگی آنها دیده نشد.



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی میانبارهای سیال با اشکال مختلف الف) میانبار سیال کروی ب) میله‌ای شکل پ) میانبار سیال با شکل منفی بلور کوارتز ت) گردن کشیدگی در میانبار سیال.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]

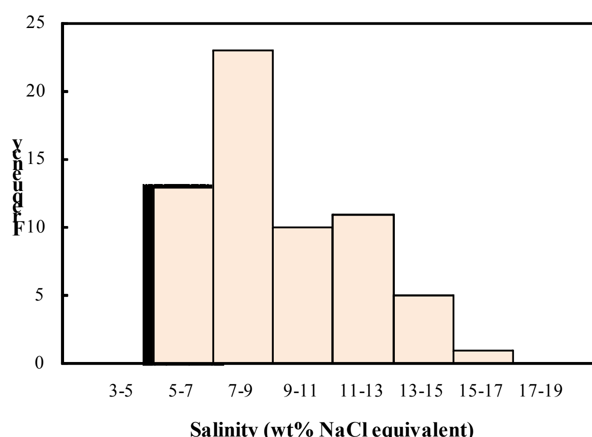


شکل ۷ نمودار فراوانی دمای همگن شدن میانبارهای سیال در رگه‌های کوارتز منطقه اندریان.

به منظور اندازه‌گیری دمای ذوب آخرین قطعه یخ موجود در میانبار سیال و به دنبال آن تعیین میزان شوری سیال‌های گرمابی می‌توان از روش انجماد استفاده کرد. برای سیستم‌های آبگین آب- نمک، بررسی انجماد بهترین روش برای تعیین شوری میانبارهای آبگین است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص رابطه مستقیم با مقدار نمک موجود در محلول دارد. به علت نبود بلور نمک بصورت فاز جامد در میانبارهای مورد بررسی، امکان استفاده از دمای انحلال فاز جامد برای تعیین شوری وجود نداشت و از دمای ذوب آخرین قطعه یخ و جایگذاری آن در نمودارهای مرجع [۳۹] و یا استفاده از معادله مرجع [۴۰] که از روش‌های متدوال برآورد شوری سیال‌هاست استفاده شد. بر این اساس، کمترین و بیشترین میزان شوری میانبارها در نمونه‌های مورد بررسی، به ترتیب ۵ و ۱۵/۵ درصد وزنی معادل نمک طعام بدست آمد. نمودار فراوانی شوری میانبارهای سیال نشان می‌دهد که بیشترین داده‌ها مربوط به شوری ۷ تا ۹ درصد وزنی معادل نمک طعام است و تعداد کمی از داده‌ها شوری بیش از ۱۳ درصد دارند (شکل ۸).

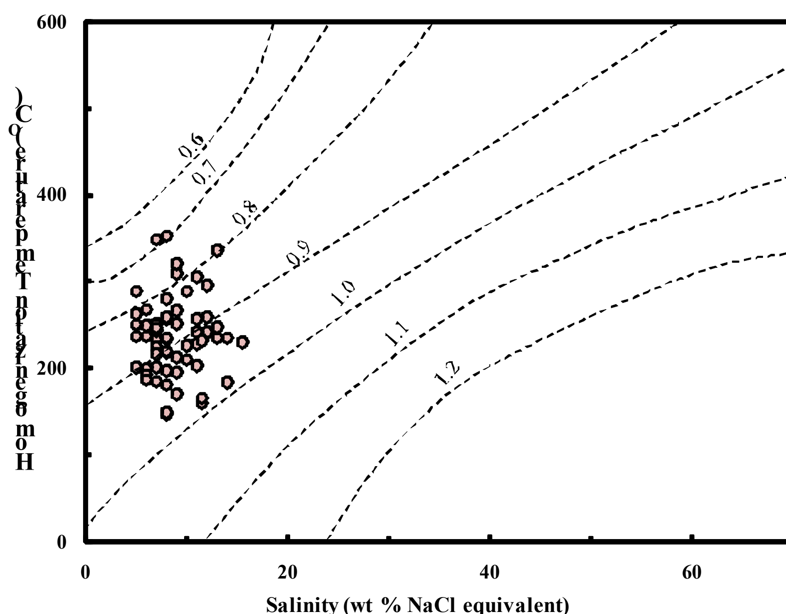
تعیین چگالی، فشار و عمق

با آگاهی از دمای همگن‌شدگی و شوری میانبارهای سیال، می‌توان چگالی سیال‌ها را محاسبه کرد. محاسبه چگالی سیال در منطقه معدنی اندریان را می‌توان در نمودار تغییرات دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری در شکل ۹ مشاهده کرد. چگالی میانبارهای سیال از ۰/۷۰ تا ۰/۹۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب در نوسان و بیشترین تمرکز در گستره ۰/۸۵ تا ۰/۹۵ است (شکل ۹). افزون بر این، یک انطباق منفی بین چگالی و دمای همگن‌شدگی در بیشتر نمونه‌های دو فازی غنی از مایع دیده می‌شود که نشان‌دهنده افزایش چگالی سیال به دام افتاده با کاهش دمای همگن‌شدگی و شوری است.



شکل ۸ نمودار فراوانی شوری میانبارهای سیال در رگه‌های کوارتز منطقه اندریان.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]



شکل ۹ نمودار دمای همگن شدگی نسبت به شوری برای تعیین چگالی (g/cm^3) [۱۸]، خطوط پربندی از مرجع [۴۱].

در نمودار دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری برای برآورد فشار، همه نمونه‌ها در زیر منحنی اشباع نمک قرار دارند و یک جمعیت به نسبت متمرکز در بخش پایینی نمودار دیده می‌شود (شکل ۱۰). جایگیری نمونه‌ها در مرز بین منحنی بحرانی و منحنی اشباع نمک نشان دهنده دمای متوسط و شوری به نسبت پایین در این نمونه‌هاست. بر اساس این نمودار و داده‌های مرجع [۴۲] که بر اساس دمای همگن‌شدگی میانبارها و درصد وزنی معادل نمک طعام محاسبه شده‌اند، فشار از حدود ۶ بار تا ۱۵۰ بار در تغییر است، اما بیشترین داده‌ها، فشاری حدود ۲۶ تا ۵۱ بار را نشان می‌دهند که معادل عمق ۲۷۰ تا ۵۵۰ متر است [۴۲].

بحث

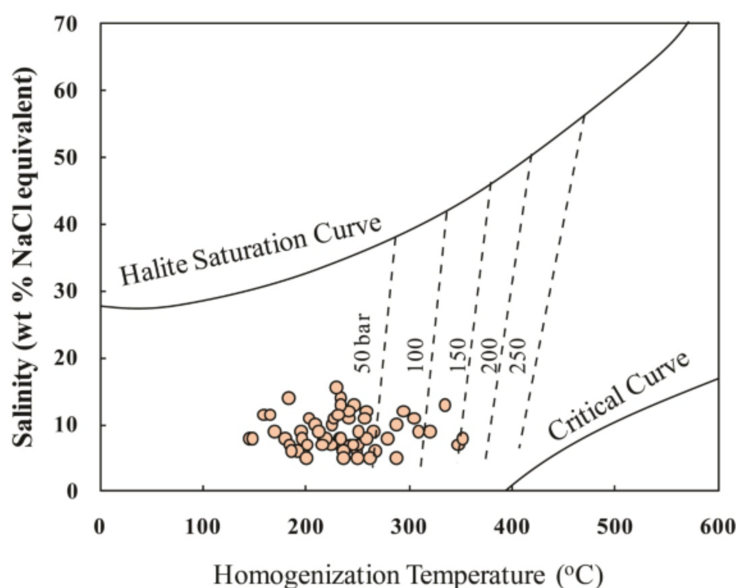
بر اساس الگوی پراکندگی نقاط و همخوانی آن‌ها با نمودار طرحوار راستاها طی فرآیندهای مختلف تکامل سیال‌ها [۳]، می‌توان چنین برداشت کرد که فرآیندهای سردشدگی و آمیختگی هم دما، از فرآیندهای درگیر در تحول سیال گرمابی نمونه‌های مورد بررسی بوده‌اند (شکل ۱۱). کاهش یکنواخت دما با شوری ثابت که سبب افزایش چگالی سیال می‌شود را می‌توان به فرآیند سردشدگی سیال نسبت داد. از طرفی، گستره نسبتاً وسیع دمای همگن‌شدگی سیال‌ها در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که فرآیند سرد شدن از عوامل موثر در ته نشست ماده معدنی بوده است. تغییر در میزان شوری در یک گستره دمایی محدود در اغلب نمونه‌ها بیانگر آمیختگی هم دمای سیال است. با توجه به شکل ۱۱، احتمالا رقیق شدن سیال با آب‌های جوی نیز به طور جزیی در نمونه‌ها رخ داده است.

از طریق جانمایی دمای همگن‌شدگی و شوری سیال‌های درگیر مورد بررسی در نمودار مرجع [۴۳] (شکل ۱۲)، نمونه‌ها در گستره مقادیر معمولی کانسارهای فراگرمایی واقع شده‌اند. در سیال‌های فراگرمایی، گستره دمای همگن‌شدگی میانبارها بطور کلی از ۱۰۰ تا کمتر از ۴۵۰ درجه سانتیگراد در تغییر است که از این میان در ۹۰ درصد داده‌های موجود این دما بین ۱۲۰ تا ۳۱۰ درجه سانتیگراد تغییر می‌کند و برای فلزات پایه و فلزات گرانبها بیشترین فراوانی در دمای همگن‌شدگی، در گستره ۲۴۰ تا ۲۵۰ درجه سانتیگراد دیده می‌شود [۴۴]. در این سیستم، شوری میانبارها در ۹۰ درصد داده‌های موجود بین ۰ تا ۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام گزارش شده‌اند [۴۴].

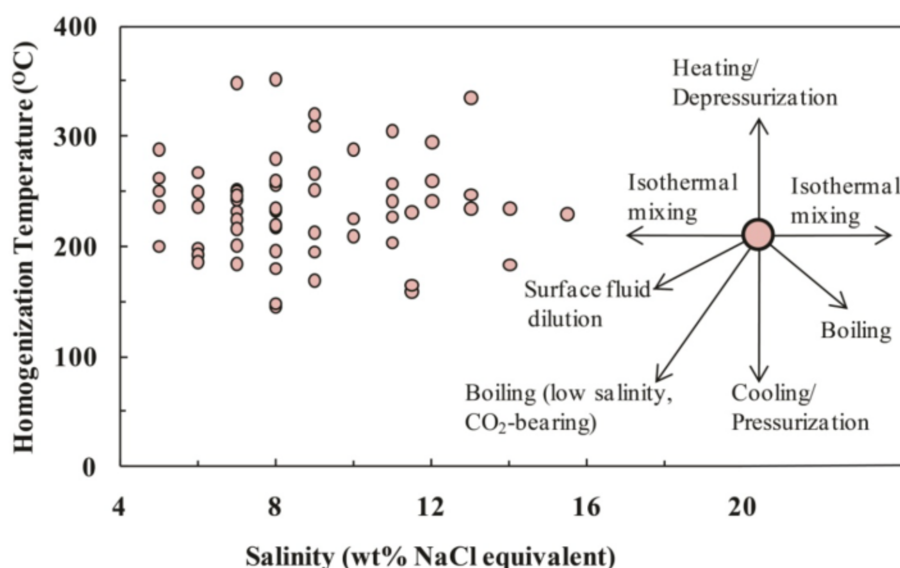
با توجه به همخوانی دمای همگن‌شدگی و شوری نمونه‌ها با مقادیر متداول کانسار فراگرمایی (شکل‌های ۷ و ۸) و هم-خوانی بیشترین فراوانی در دمای همگن‌شدگی نمونه‌های منطقه با این دما برای نمونه‌های متداول فراگرمایی، در نظر گرفتن نوع فراگرمایی برای نمونه‌های منطقه منطقی به نظر می‌رسد. از دیگر شواهد همخوانی این سیستم با سیستم‌های فراگرمایی، عمق تشکیل کانسار است. اگرچه به باور تیلور [۴۵]

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]

برآورد کمیت عمق کانسار همچنان مسأله‌ای چالش برانگیز است، اما بر پایه‌ی بررسی میانبارهای سیال، عمق محاسبه شده برای سیستم‌های فراگرمایی اغلب کمتر از ۱ کیلومتر است [۴۴] که با عمق محاسبه شده برای تشکیل رگه‌های کوارتز در منطقه اندریان (۲۷۰ تا ۵۵۰ متر) همخوانی دارد. افزون بر آن، چنان که پیش‌تر اشاره شد، بیشترین میانبارها در رگه‌های مورد بررسی را میانبارهای ثانویه تشکیل داده‌اند. در سیستم‌های فراگرمایی، تعداد میانبارهای ثانویه از میانبارهای اولیه بیشتر است [۴۴]. همچنین هیچ شاهدی برای وجود CO_2 در نمونه‌های مورد بررسی یافت نشد. به اعتقاد رودر [۳۱] مقدار CO_2 در سیستم‌های فراگرمایی ناچیز است. حضور کانی استیبنیت که اغلب در سیستم‌های فراگرمایی یافت می‌شود [۲۸،۱۰] و نیز وجود آدولاریا همراه با رگه‌های سیلیسی، از جمله شواهد کانی‌شناسی بر وجود سیستم فراگرمایی در این منطقه است. مجموعه کوارتز-آدولاریا به سیستم‌های فراگرمایی با سولفیدشدگی پایین نسبت داده می‌شود [۴۶].

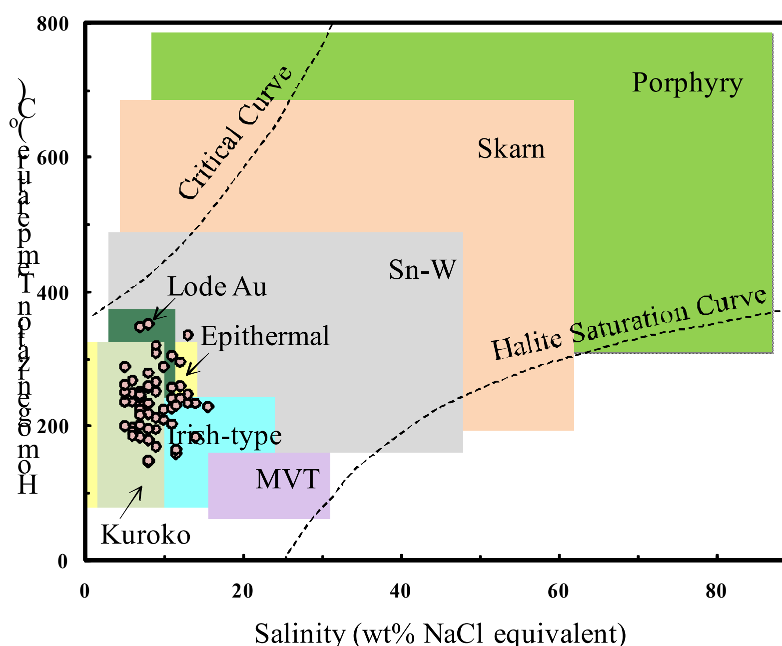


شکل ۱۰ نمودار دمای همگن شدگی نسبت به شوری، منحنی اشباع نمک و منحنی بحرانی [۴۳] و خطوط پربندی نشانگر فشار بخار محلول NaCl در دما و شوری معین (خطوط خط چین) [۳۱] هستند.



شکل ۱۱ نمودار دمای همگن شدگی نسبت به شوری برای ارزیابی الگوی نقاط [۳].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]



شکل ۱۲ نمودار دمای همگن شدگی شوری در انواع ذخایر معدنی [۳] و جایگاه نمونه‌های منطقه معدنی اندریان بر آن.

در محیط‌های فراگرمایی، عواملی که ته نشست طلا را از یک سیال کانه‌دار موجب می‌شوند عبارتند از آمیختگی سیال-های با خاستگاه‌های متفاوت، واکنش دگرنهادی سنگ- آب و جوشش سیال‌های کانه‌دار [۴۷]. در سیستم‌های فراگرمایی (فلزات گرانبها) همیافتی سیال‌های درگیر غنی و فقیر از گاز به پدیده جوشش اشاره دارد [۴۸]. چنان که پیش‌تر نیز اشاره شد، در نمونه‌های مورد بررسی وجود میانبارهای غنی از گاز (بصورت دو فازی غنی از گاز و تک فاز گاز) همجوار میانبارهای غنی از مایع را می‌توان شاهدی برای رخداد جوشش در سیال کانه‌دار دانست. حضور کلسیت‌های تیغه‌ای از دیگر نشانه‌های رخداد جوشش در منطقه هستند. بنابراین سرد شدگی، آمیختگی هم‌دما و جوشش سیال را می‌توان به عنوان عوامل اصلی در ته‌نشست طلا در منطقه اندریان عنوان کرد.

برداشت

در این پژوهش، ویژگی‌های فیزیکو شیمیایی سیال‌های کانه‌ساز طلا در منطقه اندریان، شمال غرب ایران، بررسی شد. میانبارهای سیال مورد بررسی، در رگه‌های کوارتز در پهنه دگرسانی سیلیسی منطقه جای دارند. از آنجا که رگه‌های سیلیسی بیشترین ارتباط را با کانه‌زایی طلا در این منطقه دارند، بررسی میانبارهای این رگه‌ها، کمک شایانی در تفسیر ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌ساز خواهد بود. آزمایش گرمادهی برای ۶۱ میانبار سیال انجام شد و افزون بر آن، شوری ۶۳ میانبار سیال نیز اندازه‌گیری شد. اغلب میانبارها دو فازی غنی از مایع با درجه پرشدگی متفاوت هستند، این در حالی است که میانبارهای دو فازی غنی از گاز در درجه دوم فراوانی قرار دارند. میانبارها در چندین مورد نیز از نوع تک فازی غنی از مایع و تک فازی غنی از گاز هستند. فاز جامد در هیچ یک از میانبارها دیده نشد که می‌تواند به دلیل پایین بودن شوری در سیال‌ها باشد. شکل‌های کروی و نیمه شکل‌دار به فراوانی در میانبارهای اولیه دیده می‌شوند. میانبارهای ثانویه که اغلب آرایش خطی و شکل‌های کشیده دارند، از نظر تعداد بر میانبارهای اولیه برتری دارند. فراوانی تعداد میانبارهای ثانویه را می‌توان به عملکرد فعالیت‌های زمین‌ساختی چشمگیر در منطقه نسبت داد. دمای همگن‌شدگی میانبارهای دو فازی غنی از مایع در گستره نسبتاً وسیع از ۱۴۶ تا ۳۵۲ درجه سانتیگراد در تغییر است. میزان شوری میانبارها در گستره‌ای معادل ۵ تا ۱۵/۵ درصد وزنی نمک طعام تغییر می‌کند، اما بیشترین فراوانی مربوط به شوری ۷ تا ۹ درصد وزنی معادل نمک طعام است. چگالی بیشتر میانبارها در گستره ۰/۸۵ تا ۰/۹۵ قرار دارد. سردشدگی و آمیختگی هم دما نقش اساسی در تکامل سیال

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]

گرمابی داشته‌اند. با توجه به گستره دما و شوری میانبارهای مورد بررسی و هم‌خوانی آن با سیستم‌های طلای فراگرمایی در سایر نقاط، تشکیل کانی استیبنیت، آدولاریا و کلسیت تیغه‌ای و نبود CO_2 در نمونه‌های مورد بررسی، می‌توان سیستم فراگرمایی را به این کانسار نسبت داد.

قدردانی

این پژوهش با حمایت‌های مالی دانشگاه یاماگاتا ژاپن و همکاری جناب آقای مهندس وحید عزیزی از شرکت زرین داغ آسترکان و جناب آقای دکتر علیرضا اسلامی از دانشگاه تهران انجام شده است که نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از حمایت و راهنمایی‌های ارزنده شان تشکر و قدردانی نمایند.

مراجع

[1] Randive K.R., Hari K.R., Dora M.L., Malpe D.B., Bhondwe A.A., *"Study of fluid inclusions: methods, techniques and applications"*, Geol. Mag, 29 (2014) 19-28.

[2] Hollister L.S., Crawford M.L., *"Short course in fluid inclusions: application to petrology"* Mineralogical Association of Canada, Calgary, (1981) 304 p.

[3] Wilkinson J.J, *"Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits"*, Lithos, 55 (2001) 229-272.

[4] Dubey R.K., Shankar R., *"Characterization of fluid inclusions encaged in quartz veins of Parsoi Formation, central India"*, Journal of the Geological Society of India, 90(2), (2017) 217-225.

[5] Chi G., Guha J., *"Microstructural analysis of a subhorizontal gold-quartz vein deposit at Donalda, Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for hydrodynamic regime and fluid-structural relationship"*, Geoscience Frontiers, 2 (2011) 529-538.

[6] Kant W., Warmada I.W., Idrus A., Setijadji L.D., Watanabe K., *"Fluid inclusion study of the polymetallic epithermal quartz veins at Soripesa prospect area, Sumbawa island Indonesia"*, Asian Applied Geology, 4(2), (2012)77-89.

[7] Moncada D., Bodnar R. J., *"Gangue mineral textures and fluid inclusion characteristics of the Santa Margarita Vein in the Guanajuato Mining District, Mexico." Central European Journal of Geosciences* 4(2), (2012) 300-309.

[8] Tun M. M., Warmada I. W., Idrus A., Harijoko A., Verdiansyah O., Watanabe K., *"Fluid inclusion studies of the epithermal quartz veins from Sualan prospect, west Java, Indonesia"*, Journal of SE Asian Applied Geology., 6 (2014) 62-67.

[9] Hajalilou B., Aghazadeh M., *"Fluid Inclusion Studies on Quartz Veinlets at the Ali Javad Porphyry Copper (Gold) Deposit, Arasbaran, Northwestern Iran"*, Journal of Geoscience and Environment Protection, 4 (06), (2016) 80.

[10] Shimizu T., *"Fluid Inclusion Studies of Comb Quartz and Stibnite at the Hishikari Au–Ag Epithermal Deposit, Japan"*, Resource Geology, 68(3), (2018) 326-335.

[11] Radmard K., Zamanian H., hosainzadeh M., ahmadi khalaji A., *"The study of mineralogy, geochemistry and fluid inclusions in quartz veins at the Mazreh Shadi gold deposit, northeastern Tabriz (in Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2018) 823-834.

[12] Hassanpour S., Alirezaei S., Selby D., Sergeev S., *"SHRIMP zircon U–Pb and biotite and hornblende Ar–Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu–Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran"*, International Journal of Earth Sciences, 104(1), (2015) 45-59.

[13] Jamali H., Dilek Y., Daliran F., Yaghubpur A., Mehrabi B., *"Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar–Arasbaran volcanic belt, northern Iran"*, International Geology Review, 52(4-6), (2010) 608-630.

[14] Hassanpour S., *"The alteration, mineralogy and geochronology (SHRIMP U–Pb and 40 Ar/39 Ar) of copper-bearing Anjerd skarn, north of the Shayvar Mountain, NW Iran"*, International Journal of Earth Sciences, 102(3), (2013) 687-699.

[15] Ghorbani M., *"A summary of geology of Iran, In The Economic Geology of Iran"*, Springer, Dordrecht, (2013) 45-64.

[16] Aghazadeh M., Castro A., Omran N.R., Emami M.H., Moinvaziri H., Badrzadeh Z., *"The gabbro (shoshonitic)–monzonite–granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences, 38 (5), (2010) 199-219.

[17] Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., *"U–Pb age dating of Cenozoic plutonism in the*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723] [Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

Arasbaran magmatic zone, NW Iran. In 34th International Geological Congress, Brisbane, Australia", (2012).

[18] Ferdowsi R., Calagari A.A., Hosseinzadeh M., Siahcheshm K., *"The study of geochemistry, alteration, mineralization, fluid inclusions and genesis of base and precious metals (Cu, Au) in Astaraghan area, Kharvana, East-Azarbaijan, Ph.D thesis (in Persian)", (2015).*

[19] Ferdowsi R., Calagari A.A., Hosseinzadeh M., Siahcheshm K., *"Gold geochemical explorations and heavy mineral studies of stream sediments of Astarghan area, Kharvana, East-Azarbaijan-NW of Iran (in Persian)", 24 (2015) 277-290.*

[20] Mehrpartou M., Mirzaei M., Alaei S., *"Geological map of the Siahrood 1:100,000 scale"*, Geological Survey of Iran, (1997).

[21] Eftekharnejad J., Ghorashi M., Mehrparto M., Arshadi S., Zohrehbakhsh A., *"Geological map of the Tabriz-Poldasht 1:250,000 scale"*, Geological Survey of Iran, (1991).

[22] Alirezaei S., Einali M., Jones P., Hassanpour S., Arjmandzadeh R., *"Mineralogy, geochemistry, and evolution of the Mivehrood skarn and the associated pluton, northwest Iran"*, International Journal of Earth Sciences, 105(3), (2016) 849-868.

[23] Moghadam H.S., Stern R.J. Rahgoshay M., *"The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt"* Bulletin 122, no. 9-10 (2010): 1516-1547.

[24] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American mineralogist, 95(1), (2010) 185-187.

[25] Deer W. A., Howie R.A., Zussman J., *"Rock-forming Minerals: Double-Chain Silicates, Volume 2B"*, Geological Society of London, (1997).

[26] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. *"Nomenclature of pyroxenes"*, American Mineralogist 73 (1988) 1123-1133.

[27] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., *"Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names."*, Mineralogical magazine 61(405) (1997): 295-310.

[28] Bortnikov N.S., Gamynin G.N., Vikent'eva O.V., Prokof'ev V.Y., Prokop'ev A.V., *"The Sarylakh and Sentachan gold-antimony deposits, Sakha-Yakutia: a case of combined mesothermal gold-quartz and epithermal stibnite ores"*, Geology of Ore Deposits, 52(5), (2010) 339-372.

[29] Bailly L., Bouchot V., Bény C., Milési J.P., *"Fluid inclusion study of stibnite using infrared microscopy: An example from the Brouzils antimony deposit (Vendee, Armorican massif, France) "*, Economic Geology, 95(1), (2000) 221-226.

[30] Wagner T., Cook N.J, *"Late-Variscan antimony mineralisation in the Rheinisches Schiefergebirge, NW Germany: evidence for stibnite precipitation by drastic cooling of high-temperature fluid systems"*, Mineralium Deposita, 35(2-3), (2000) 206-222.

[31] Roedder E., *"Fluid inclusions, Reviews in Mineralogy",* 12, Mineralogical Society of. America., Washington, (1984).

[32] Goldstein R.H., *"Petrographic analysis of fluid inclusions. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Eds.), Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation"*. Mineral. Assoc, Canada, Short Course, 32 (2003) 9-23.

[33] Nash J.T., *"Fluid-inclusion petrology--data from porphyry copper deposits and applications to exploration: a summary of new and published descriptions of fluid inclusions from 36 porphyry copper deposits and discussion of possible applications to exploration for copper deposits"*, US Govt. Print. Off., (1976).

[34] Baghari H., *"An intruduction to sampling and instrumental analysis of mining and environmental samples, in Persian", Jahad Daneshgahi Publications, Isfahan, (2010) 326.*

[35] Hajalilou B., *"Fluid Inclusion Geothermometery, (in Persian)"*, Payame Noor University Press, (2011), 306 p.

[36] Kerkhof Van Den A.m., Hein, U.F., "*Fluid inclusion petrography. In: T. Andersen, M.L. Frezzotti and E.A.J.Burke (Eds.), Fluid inclusions: phase relationshipsmethods applications (special issue)*", Lithos., 55(1-4), (2001) 320.

[37] Sterner S.M., Bodnar R.J., "*Synthetic fluid inclusions in natural quartz I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry*", Geochimica et Cosmochimica Acta, 48(12), (1984) 2659-2668.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]

[38] Bodnar R. J., Reynolds T. J., Kuehn C. A., "*Fluid inclusion systematics in epithermal systems*" Reviews in Economic Geology, 2 (1985) 73-97.

[39] Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M., "*Apractical guide to fluid inclusion studies*", Blackie, London, (1985) 239.

[40] Bodnar R.J., "*Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions*", Geochimica et Cosmochimica acta, 57(3), (1993) 683-684.

[41] Zhang Y.G., Frantz J.D., "*Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaClKClCaCl2H2O using synthetic fluid inclusions*", Chemical Geology, 64(3-4), (1987) 335-350.

[42] Haas J.L., "*The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure*", Economic geology, 66(6), (1971) 940-946.

[43] Ahmad S.N., Rose A.W., "*Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico*", Economic Geology, 75(2), (1980) 229-250.

[44] Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnis M., *"Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Treatise on Geochemistry"*, Second Editionth edn. Elsevier, Oxford, (2014) 119-142.

[45] Taylor B.E., "*Epithermal gold deposits. Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Edited by WD Goodfellow.* " Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5 (2007) 113-139.

[46] Thompson A.J.B., Thompson J.F.H., *"A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals"* (1996).

[47] Hedenquist J.W., Arribas A.N.T.O.N.I.O., Gonzalez-Urien E., "*Exploration for epithermal gold deposits*" Reviews in Economic Geology 13(2), (2000): 45-77.

[48] Kamilli R.J., Ohmoto H., *"Paragenesis, zoning, fluid inclusion, and isotopic studies of the Finlandia vein, Colqui district, central Peru"*, Economic Geology, 72(6), (1977) 950-982.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.3.723]